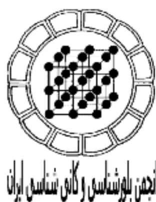
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۸، از صفحهٔ ۸۰۹ تا ۸۲۰



[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]

کاربرد شیمی کانی‌ها در تشخیص شرایط تبلور و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های دیابازیک منطقه ده ظهیر (غرب رفسنجان)

حمیده صالحی‌نژاد*، حمید احمدی‌پور، حسام‌الدین معین‌زاده، عباس مرادیان

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم ، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۷/۸/۱۲، نسخه نهایی: ۹۷/۱۲/۲۰)

چکیده: در شمال کمربند ماگمایی کرمان و جنوب‌غربی شهرستان رفسنجان (منطقه ده‌ظهیر)، تعدادی توده نفوذی با ترکیب دیابازی بصورت شکل‌های نامنظم (قطر بیشینه ۸ متر) و همچنین بصورت دایک (به ضخامت بیشینه ۴ متر)، به درون سنگ‌های آندزیتی پورفیری و سنگ‌های آذرآواری ائوسن نفوذ کرده‌اند. بافت این سنگ‌ها افیتیک، ساب‌افیتیک و پورفیروئیدی است، کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز (بیتونیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید) و کانی‌های های فرعی تیتانومگنتیت هستند. بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری، حضور برونبوم‌ها و تغییرات ترکیبی از مرکز به لبه در پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها، احتمالاً این سنگ‌ها دستخوش فرایند آمیختگی ماگمایی شده‌اند. ارزیابی دما و فشارسنجی در کانی کلینوپیروکسن، دمای ۱۰۵۰ -۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بیش از ۲kb را برای تبلور این کانی نشان می‌دهد. بر این اساس می‌توان عمق شروع تبلور کلینوپیروکسن‌ها را ۲۰ کیلومتر در پوسته میانی دانست. طی تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها، گریزندگی اکسیژن نیز پایین و فشار بخار آب کمتر از ۱۰kb بوده است. بر اساس شیمی کلینوپیروکسن‌ها، ماگمای اولیه این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی-قلیایی بوده و در جایگاه قوس آتشفشانی تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی‌کانی؛ دما-فشار سنجی؛ توده‌های دیابازی؛ قوس آتشفشانی؛ منطقه ده ظهیر.*

مقدمه

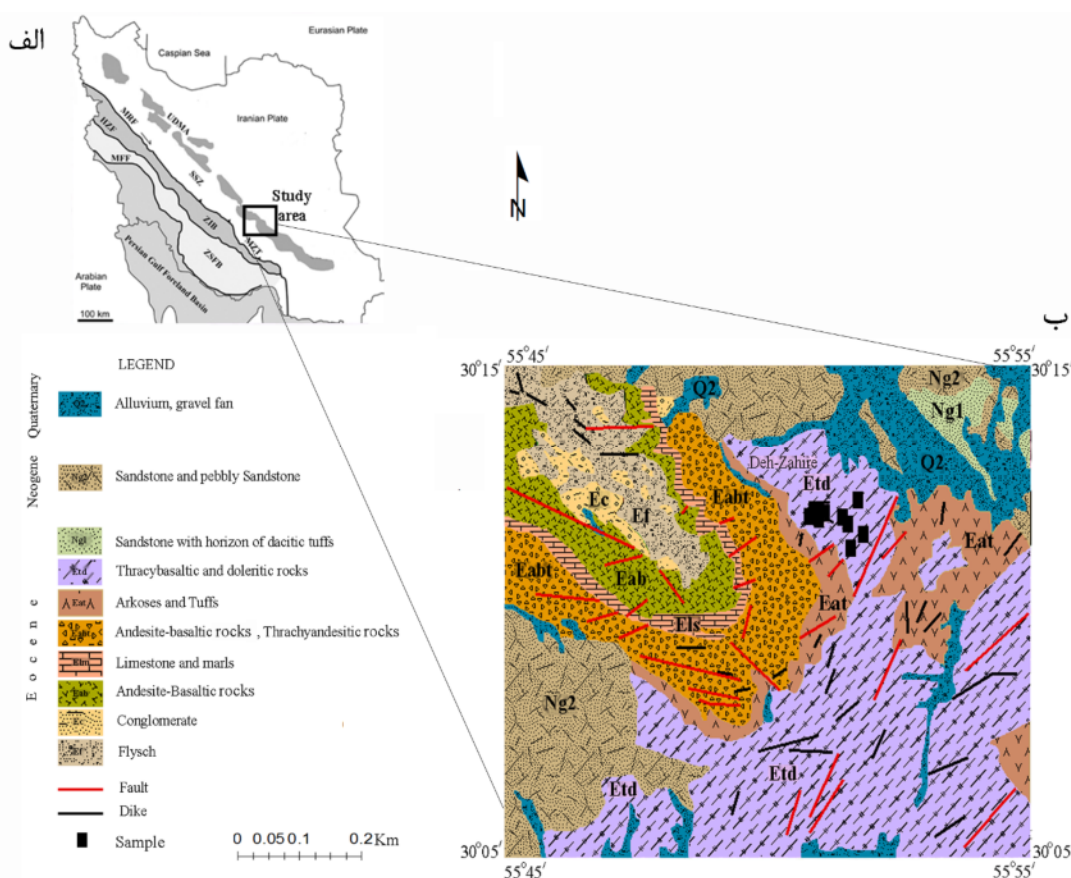
کمان ماگمایی ارومیه–دختر حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی بوده و بیشتر از سنگ‌های خروجی و نفوذی با سن ائوسن تا کواترنری تشکیل شده است [۲،۱]. کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه-دختر است و در اثر فروررانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی به وجود آمده است [۳-۵]. براساس داده‌های سنگ کل، ایزوتوپی و سن‌سنجی، سنگ‌های نیمه آتشفشانی منطقه ده ظهیر (مورد بررسی در این پژوهش)، دارای ماهیت آهکی قلیایی تا شوشونیتی هستند که از ذوب‌بخشی سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس ایجاد شده‌اند. این سنگ‌ها بر اساس بررسی های ایزوتوپی دارای خاستگاه گوشته تهی‌شده بوده و سن این سنگ‌ها براساس روش اورانیوم-سرب بر دانه‌های زیرکن ۱۶-۱۸ میلیون سال (میوسن) است. سنگ‌های نیمه آتشفشانی ده ظهیر برای تعیین شرایط تبلور براساس شیمی کانی‌ها تاکنون بررسی نشده‌اند. در این پژوهش با ادغام نتایج ریزپردازش الکترونی کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز نوع کانی، محیط زمین‌ساختی، ماهیت ماگمایی و شرایط تشکیل ماگمای سنگ-های دیابازی منطقه بررسی شده است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در جنوب‌غربی شهرستان رفسنجان (منطقه ده‌ظهیر) و بین طول‌های جغرافیایی ´۵۵°۵۵ و ´۵۵°۴۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۳۰°۱۵ و ´۳۰°۰۵

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۷۱۴۸۳۱۹، نمابر: ۳۴-۰۳۴۲۲۷۰۲۹، پست الکترونیکی: Petro_emerald@yahoo.com

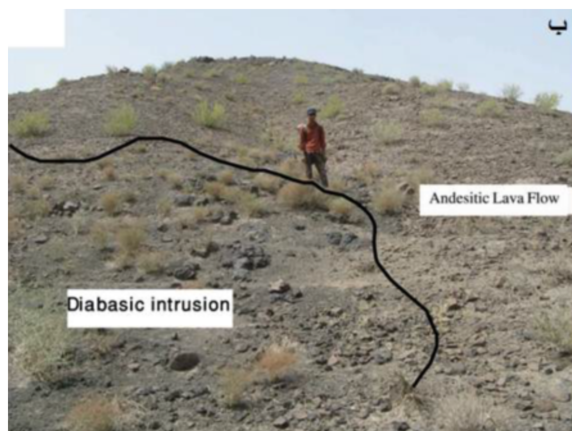
شمالی قرار دارد. از نظر زمین‌شناسی، این منطقه قسمتی از بخش مرکزی کمربند ماگمایی دهج- ساردوئیه یا کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KCMA) است (شکل ۱ الف). کمربند ماگمایی دهج- ساردوئیه به طول ۵۰۰ کیلومتر و با عرض ۱۵ کیلومتر از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی اسیدی تا حدواسط و بازی با سن اغلب ائوسن تشکیل شده است [۶]. نقشه زمین‌ساختی- ساختاری ایران [۷] در شکل ۱ الف و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی در شکل ۱ ب نشان داده شده است. واحدهای سنگی منطقه ده‌ظهیر از قدیم به جدید شامل فلیش‌های ائوسن، کنگلومرای ائوسن، مجموعه آندزیت و بازالت و توده‌های نفوذی دیوریتی، سنگ‌های آتشفشانی نئوژن، سنگ‌های رسوبی نئوژن و واحدهای رسوبی کواترنری، ماسه-سنگ و آهک، سنگ‌های آتشفشانی آندزیت بازالتی و تراکی-آندزیت، آرکوز و توف، سنگ‌های آتشفشانی (تراکی بازالت) است (شکل ۱ ب). مجموعه آندزیت و بازالت با ضخامت تقریبی ۱۲۰ متر، شامل آندزیت بازالت‌های شامل کلینوپیروکسن و به ندرت الیوین است و ساخت‌های حفره‌ای در آن‌ها دیده می‌شود. این گدازه‌ها به سمت بالا به گدازه‌هایی با ترکیب آلبیت-تراکیت و جریان‌های ایگنمبریتی تبدیل می-شوند. ماسه‌سنگ‌ها و سنگ آهک‌های ائوسن با ضخامت حدود ۳۰ متر، شامل سنگ‌های رسوبی آهکی و کربناته-ماسه‌ای هستند و فسیل‌های مربوط به ائوسن میانی تا بالایی همچون نومولیت را در خود دارند. واحد دربردارنده تراکی بازالت‌ها و آندزیت بازالت‌های ائوسن در بخش‌های پایینی شامل سنگ‌های آتشفشانی است که ترکیب آندزیت بازالتی، آلبیت-تراکیتی و تراکی آندزیتی دارند. به سمت بالای این افق، سنگ‌هایی با ترکیب آندزیت-بازالتی فراوان‌تر هستند [۶]. واحد بعدی، سنگ‌های دیوریتی و تراکی بازالتی است که به عنوان جوان-ترین فاز ماگمایی در نظر گرفته شده است [۶]. بر اساس بررسی‌های صحرایی، دایک‌های دیابازی در جریان‌های گدازه‌ای آندزیتی سرشار از پلاژیوکلاز و سنگ‌های آذرآورای تزریق شده‌اند (شکل ۲). به طور کلی، بررسی کانی‌شناسی دیابازها در صحرا، به علت بافت دانه‌ریز آنها، امکان‌پذیر نیست و این سنگ-ها در نمونه دستی رنگ سیاه و بافت بسیار ریزدانه دارند؛ اما به ندرت بلورهای شکل‌دار و دگرسان شده پیروکسن و الیوین در آن‌ها دیده می‌شوند.



شکل ۱ الف، نقشه زمین ساختی-ساختاری ایران [۷] و ب، نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) منطقه ده‌ظهیر با استفاده از برداشت‌های صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رفسنجان [۶].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]





شکل۲ الف) نفوذ دایک دیابازی در سنگ‌های آذرآواری منطقه ده‌ظهیر و ب) نفوذ توده دیابازی به درون گدازه‌های آندزیتی.

سنگ‌نگاری

بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک، بافت غالب در دیابازهای منطقه ده‌ظهیر هستند، به‌طوری که همه یا بخشی از بلورهای پلاژیوکلاز درون پیروکسن قرار گرفته‌اند (شکل ۳ الف). بافت پورفیری و گلومروپورفیری از دیگر بافت‌های معمول در دیابازها هستند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به پیروکسن و پلاژیوکلاز اشاره کرد. پلاژیوکلاز حدود ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و انواع مختلفی چون شفاف و شکل‌دار (Pl1)، دارای مرکز غباری با لبه‌های خورده شده (Pl2) و نیمه‌شکل‌دار با لبه غباری (Pl3) (شکل‌های ۳ ب و پ) دارند. کلینوپیروکسن‌ها حدود ۳۰ درصد کل سنگ را تشکیل می‌دهند و بطور معمول شکل‌دار و بیشتر بصورت شش ضلعی هستند (شکل ۳ ت) و گاهی به کانی‌های کدر، آمفیبول و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۳ ت). کلینوپیروکسن‌ها همچنین در برخی موارد دارای بافت غربالی هستند و لبه خورده شده و کنگره‌ای دارند (شکل ۳ ث)؛ همچنین نشانه‌هایی از عدم تعادل بین درشت‌بلورها با مذاب باقیمانده در آن‌ها دیده می‌شود [۸]. افزون براین، در درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، گاهی ماکل مکرر و دوتایی نیز دیده می‌شود (شکل ۳ ج). از کانی‌های دیگر موجود در دیابازها، الیوین‌ها هستند که اغلب دگرسان و ایدنگزیتی شده‌اند. همچنین کانی‌های کدر به وفور در دیابازها دیده می‌شوند.

روش کار

به‌منظور بررسی‌های ریزپردازشی سنگ‌های دیابازی منطقه ده ظهیر، تعداد ۲۰ نمونه سنگی از دایک‌های دیابازی برداشت شد. پس از بررسی‌های دقیق صحرایی و سنگ‌نگاری، تعداد دو نمونه با کمترین دگرسانی انتخاب و مقطع نازک-صیقلی برای تجزیه ریزپردازشی از آن‌ها تهیه شد. تجزیه شیمیایی کانی‌ها با استفاده از میکروسکوپ الکترونی رووبشی (SEM) مدل JEOL JSM-840A ساخت ژاپن مجهز به انرژی طیف‌سنج پراش پرتوی (EDX) مدل INCA 250,Oxford با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 کیلوولت و شدت جریان ۰/۴ آمپر در آزمایشگاه سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی AUTh دانشگاه تسالونیکی کشور یونان انجام شد. برای بررسی و پردازش داده‌ها از نرم افزار اکسل استفاده شده است.

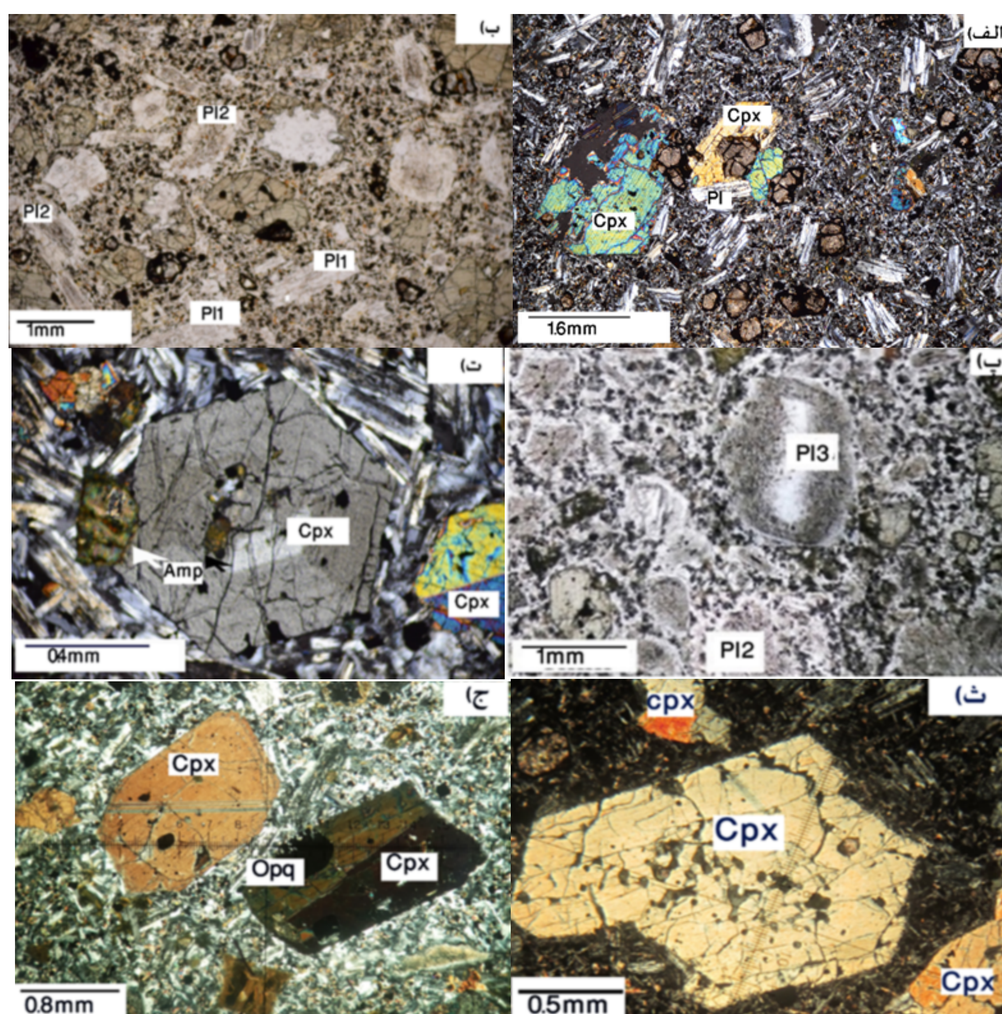
شیمی کانی

پلاژیوکلاز

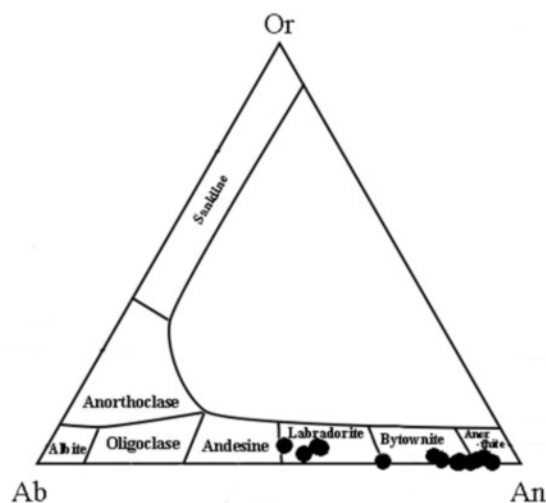
پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در سنگ‌های دیابازی است. این کانی در ۶ نقطه تجزیه الکترونی ریزپردازشی شد. با توجه به نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی پلاژیوکلاز، ترکیب این کانی در سنگ‌های مورد بررسی An_{72}-An_{80} است [۹] (شکل ۴). برای تشخیص تغییرات ترکیبی کانی پلاژیوکلاز سنگ‌های دیابازی به‌صورت منفرد و بررسی تاثیر دگرگونی‌هایی چون آمیختگی ماگمایی، تجزیه نقطه‌ای از لبه کانی تا مرکز انجام شد که نتایج آن در جدول ۱ آمده است. هر چند که اغلب ترکیب شیمیایی کانی‌ها در این مورد از لبه به لبه بررسی می‌شود، اما در این جا، با توجه به محدودیت نقاط تجزیه‌ای، تغییرات ترکیبی از مرکز به لبه بررسی شد. با توجه به جدول ۱، مقدار Na_2O ،CaO و K_2O از مرکز به لبه تغییر نوسانی دارد. با توجه به منطقه‌بندی شیمیایی در این کانی‌ها، احتمال تغییرات فشار آب، آمیختگی ماگمایی و تغییر ترکیب شیمیایی ماگما طی تبلور ماگما وجود داشته است. شکل ۵ الف ترکیب پلاژیوکلاز از مرکز پلاژیوکلاز به لبه، تغییرات نوسانی معکوس از خود نشان می‌دهد. تصویر میکروسکوپی الکترونی پس پراکنده از این کانی که ترکیب بیتونیت دارد در شکل ۵ ب آورده شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]



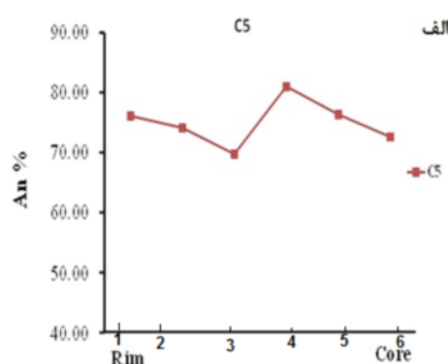
شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های نیمه آتشفشانی دیابازی منطقه ده ظهیر: (الف) بافت افیتیک و ساب افیتیک در دیابازها (XPL)، ب) پلاژیوکلازهای شفاف غیردگرسان Pl1 و پلاژیوکلازهای مرکز غباری Pl۲؛ (PPL)، پ) پلاژیوکلازهای مرکز غباری Pl۳ و پلاژیوکلازهای لبه غباری Pl۳ (PPL)، ت) کلینوپیروکسن شش‌ضلعی کاملا شکل‌دار دارای منطقه‌بندی نوسانی و آمفیبول‌های ناشی از دگرسانی کلینوپیروکسن (XPL)، ث) کلینوپیروکسن با لبه خورده شده و کنگره ای و با بافت غربالی(XPL) و ج)کلینوپیروکسن با ماکل مکرر و ماکل ساده (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۳] هستند.

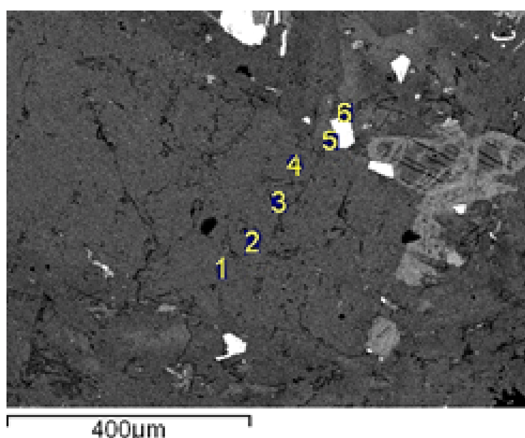


شکل ۴ رده‌بندی برخی از پلاژیوکلازهای منطقه بر نمودار مثلثی Ab-An-Or [۹].

جدول ۱ ترکیب شیمیایی تعدادی از پلاژیوکلازهای سنگ دیابازی منطقه ده ظهیر. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه	C۴-۱	C۵-۱	C۶-۱	C۱-۵	C۲-۵	C۳-۵	C۴-۵	C۵-۵	C۶-۵
اکسید(wt%)									
SiO_2	۴۹٫۲۷	۴۸٫۵۷	۴۸٫۵۳	۴۸٫۸۸	۴۹٫۴۲	۴۹٫۹۸	۴۷٫۱۱	۴۸٫۸۶	۴۹٫۶۸
Al_2O_3	۳۱٫۲۷	۳۱٫۳۸	۳۱٫۶۱	۳۱٫۵۷	۳۱٫۵۱	۳۰٫۹۵	۲۸٫۸۸	۳۲٫۲۲	۳۱٫۴۲
FeO	۱٫۱۳	۱٫۴۲	۱٫۱۲	۰٫۹۶	۰٫۴۳	۰٫۷۹	۵٫۶۷	۰٫۷۱	۰٫۸۰
CaO	۱۵٫۱۲	۱۵٫۳۲	۱۵٫۶۷	۱۵٫۴۰	۱۴٫۹۹	۱۴٫۱۳	۱۶٫۱۹	۱۵٫۵۳	۱۴٫۸۲
Na_2O	۲٫۵۷	۲٫۵۲	۲٫۲۳	۲٫۵۳	۲٫۳۹	۲٫۶۷	۲٫۰۲	۲٫۳۶	۲٫۷۶
K_2O	۰٫۴۰	۰٫۱۸	۰٫۴۵	۰٫۱۳	۰٫۷۴	۰٫۸۵		۰٫۴۵	۰٫۴۲
BaO		۰٫۳۰	۰٫۰۷	۰٫۳۱	۰٫۱۰	۰٫۷۷	۰٫۳۵		۰٫۲۹
مجموع	۹۹٫۷۵	۹۹٫۶۹	۹۹٫۶۸	۹۹٫۷۹	۹۹٫۵۸	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۲۲	۱۰۰٫۱۳	۱۰۰٫۱۸
کاتیون‌ها(apfu)									
Si	۲٫۲۶	۲٫۲۴	۲٫۲۴	۲٫۲۵	۲٫۲۷	۲٫۲۹	۲٫۱۹	۲٫۲۴	۲٫۲۷
Al	۱٫۶۹	۱٫۷۱	۱٫۷۲	۱٫۷۱	۱٫۷۱	۱٫۶۷	۱٫۵۸	۱٫۷۴	۱٫۶۹
Fe^3	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Ca	۰٫۷۴	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۷۴	۰٫۶۹	۰٫۸۱	۰٫۷۶	۰٫۷۳
Na	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۴
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Or	۲٫۳۳	۱٫۰۸	۲٫۶۶	۰٫۷۷	۴٫۳۶	۵٫۰۳	۰٫۰۰	۲٫۶۴	۲٫۴۵
Ab	۲۲٫۹۷	۲۲٫۵۹	۱۹٫۹۱	۲۲٫۵۷	۲۱٫۳۵	۲۳٫۸۳	۱۸٫۳۴	۲۱٫۰۲	۲۴٫۴۳
An	۷۴٫۷۰	۷۵٫۸۰	۷۷٫۳۱	۷۶٫۰۹	۷۴٫۱۰	۶۹٫۷۵	۸۱٫۰۲	۷۶٫۳۴	۷۲٫۶۱





شکل ۵ الف) تغییرات ترکیبی مقدار An از مرکز به لبه که منطقه‌بندی نوسانی را نشان می‌دهند و ب) تصویر الکترونی پس پراکنده از نقاط تجزیه شده از مرکز به لبه در کانی بیتونیت در دیابازهای مورد بررسی.

پیروکسن

نتایج تجزیه شیمیایی پیروکسن‌ها در جدول ۲ آورده شده است. کوشش بسیاری برای شناخت رابطه بین ترکیبات شیمیایی کلینوپیروکسن‌های آذرین با ماهیت سنگ‌های میزبان آنها و همچنین ارتباط تغییرات فراوانی کاتیون‌ها با تغییرات دما و فشار تبلور کانی‌ها صورت گرفته است [۱۰-۱۳]. برای شناسایی دقیق ترکیب پیروکسن‌ها و تعیین مقدار اعضای انتهایی تشکیل دهنده آنها از نمودار En-Wo-Fs [۱۴] استفاده شد که نشان دهنده ترکیب دیوپسید برای کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی است (شکل ۶ الف) همچنین، رده‌بندی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بر اساس نمودار Q-J نشان می‌دهد که آنها از گروه پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار (Quad) هستند (شکل ۶ ب). بررسی تغییرات $mg^{\#}$ کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در شکل ۷ نشان می‌دهد که $mg^{\#}$ در آنها از مرکز به لبه به طور متناوب افزایش و کاهش می‌یابد. این تغییرات نوسانی می‌تواند بیانگر آمیختگی ماگمایی باشد [۱۵]. نتایج بررسی تغییرات $mg^{\#}$ کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در جدول ۳ آورده شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های سنگ دیابازی منطقه ده ظهیر.

اکسیدها(wt%)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	Total
C1-1	۵۰٫۸۶	۰٫۶۹	۳٫۰۱	۸٫۳۶	۰٫۵۰	۱۲٫۶۹	۲۳٫۰۸	۰٫۴۸		۰٫۱۱	۹۹٫۷۹
C1-2	۵۱٫۲۱	۰٫۷۹	۴٫۵۲	۷٫۴۴	۰٫۴۰	۱۲٫۷۷	۲۲٫۴۹	۰٫۴۱	۰٫۲۰		۱۰۰٫۲۳
C2-1	۵۱٫۲۳	۰٫۹۲	۳٫۰۹	۷٫۳۳	۰٫۳۸	۱۲٫۸۲	۲۳٫۱۰	۰٫۲۲			۱۰۰٫۰۸
C2-2	۵۰٫۹۷	۱٫۰۸	۳٫۴۲	۷٫۹۶	۰٫۶۵	۱۱٫۸۲	۲۳٫۴۹	۰٫۳۴	۰٫۲۶	۰٫۱۴	۱۰۰٫۱۲
C2-3	۵۱٫۳۳	۰٫۵۶	۳٫۴۵	۸٫۰۲	۰٫۴۰	۱۲٫۳۸	۲۳٫۲۰	۰٫۵۵		۰٫۱۸	۱۰۰٫۰۷
C2-8	۵۱٫۸۹	۰٫۸۲	۲٫۹۰	۶٫۶۶	۰٫۴۰	۱۳٫۱۴	۲۹٫۷۰	۰٫۴۸		۰٫۴۴	۱۰۰٫۲۷
C3-5	۵۳٫۵۹		۰٫۹۱	۶٫۴۴	۰٫۲۰	۱۴٫۳۹	۲۳٫۹۳	۰٫۲۴			۹۹٫۶۹
C3-6	۵۳٫۳۰	۰٫۰۲	۰٫۵۲	۶٫۱۴	۰٫۲۹	۱۴٫۸۳	۲۴٫۷۴	۰٫۲۷	۰٫۰۹		۱۰۰٫۲۰
C3-7	۵۳٫۳۵	۰٫۰۹	۰٫۷۱	۵٫۱۶	۰٫۲۷	۱۴٫۸۴	۲۴٫۹۸	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۳۴	۹۹٫۸۶
C3-8	۵۳٫۸۵	۰٫۱۸	۰٫۴۴	۵٫۵۰	۰٫۵۲	۱۵٫۰۲	۲۴٫۵۰		۰٫۱۲		۱۰۰٫۱۲
C3-9	۵۴٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۴۶	۴٫۹۵	۰٫۱۵	۱۵٫۷۵	۲۳٫۸۲	۰٫۴۵		۰٫۱۶	۱۰۰٫۲۰
C3-10	۵۴٫۴۱	۰٫۰۰	۰٫۱۸	۴٫۳۲	۰٫۳۳	۱۵٫۷۲	۲۴٫۳۹	۰٫۴۱	۰٫۰۱	۰٫۳۹	۱۰۰٫۱۶
C4-5	۵۰٫۱۹	۱٫۱۶	۸٫۶۰	۷٫۷۸	۰٫۲۷	۸٫۵۹	۱۹٫۰۵	۱٫۵۳	۲٫۰۷	۰٫۴۹	۹۹٫۷۳
C4-2a-1	۵۱٫۰۴	۰٫۵۲	۳٫۱۰	۸٫۴۵	۰٫۶۲	۱۲٫۹۶	۲۲٫۵۴	۰٫۶۵		۰٫۲۳	۱۰۰٫۱۱
C4-2a-2	۵۱٫۲۱	۱٫۲۰	۳٫۸۲	۷٫۴۰	۰٫۱50	۱۱٫۲۴	۲۲٫۶۷	۰٫۴۰	۰٫۲۳		۱۰۰٫۳۲
C4-2a-3	۵۰٫۷۰	۱٫۰۸	۳٫۶۹	۷٫۸۰		۱۲٫۷۳	۲۳٫۶۲	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۳۱	۱۰۰٫۱۲
C4-2a-4	۵۱٫۳۵	۱٫۰۱	۲٫۹۶	۸٫۶۴	۰٫۲۷	۱۳٫۰۷	۲۲٫۳	۰٫۶۹	۰٫۱۷		۱۰۰٫۱۹
C4-2a-5	۵۱٫۴۶	۰٫۹۲	۲٫۵۴	۸٫۰۶	۰٫۴۱	۱۳٫۱۲	۲۲٫۹۵	۰٫۱۸	۱۰٫۱۰	۰٫۱۳	۹۶٫۸۶
C4-2a-6	۵۱٫۱۴	۰٫۵۴	۴٫۲۵	۹٫۶۴	۰٫۰۸	۱۱٫۲۱	۲۲٫۴۷	۰٫۷۳	۰٫۱۴		۱۰۰٫۲۰
C4-2a-7	۵۰٫۰۹	۰٫۶۱	۳٫۴۷	۹٫۷۶		۱۱٫۵۵	۲۳٫۶۴	۰٫۴۷	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۹۹٫۷۵
C4-2a-8	۵۱٫۰۰	۰٫۸۰	۳٫۵۰	۵٫۸۵		۱۲٫۱۸	۲۳٫۱۲	۰٫۳۴		۰٫۳۴	۱۰۰٫۱۳
C4-2a-9	۵۱٫۶۸	۰٫۱۷	۳٫۳۷	۹٫۱۱	۰٫۵۵	۱۲٫۸۴	۲۲٫۱۹	۰٫۰۴	۰٫۲۷		۱۰۰٫۲۱
C4-2a-10	۵۰٫۱۵	۰٫۹۶	۳٫۸۱	۹٫۰۷	۰٫۲۴	۱۲٫۲۷	۲۲٫۷۲	۰٫۳۳			۹۹٫۵۴

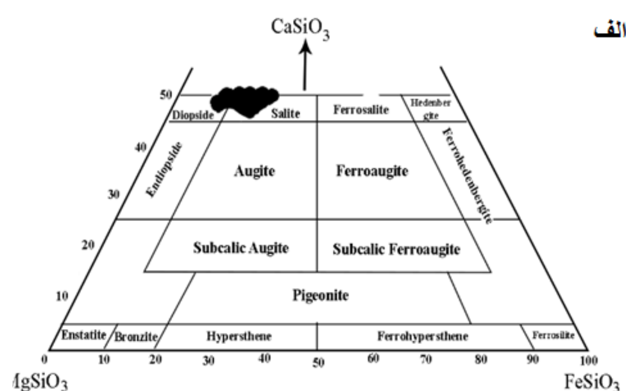
ادامه جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های سنگ دیابازی منطقه ده ظهیر.

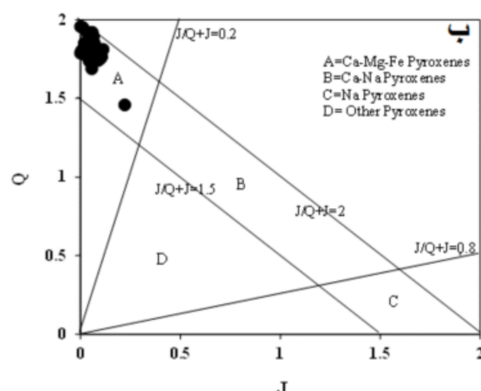
اکسیدها(wt%)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	Total
C6-1	۵۰٫۶۸	۱٫۲۹	۳٫۰۱	۹٫۸۴	۰٫۲۲	۱۱٫۷۸	۲۳٫۱۵	۰٫۲۴			۱۰۰٫۲۱
C6-8	۵۰٫۱۵	۱٫۰۵	۴۰٫۶۰	۸٫۴۱	۰٫۰۶	۱۲٫۳۲	۲۲٫۵۹	۰٫۶۵		۰٫۳۳	۱۰۰٫۱۶
C6-10	۵۰٫۸۲	۱٫۰۴	۳٫۱۳	۷٫۹۳	۰٫۲۸	۱۳٫۵۵	۲۲٫۹۱		۰٫۱۶		۹۹٫۸۳
C6-11	۵۰٫۸۸	۰٫۶۷	۳٫۹۰	۸٫۶۳		۱۳٫۳۵	۲۲٫۶۸	۰٫۰۷	۰٫۱۲		۱۰۰٫۲۹
C6-12	۵۱٫۰۲	۱٫۱۵	۳٫۱۵	۸٫۹۱	۰٫۲۵	۱۲٫۶۵	۲۱٫۹۲	۰٫۵۱	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۹۹٫۶۷
C6-13	۵۱٫۵۱	۰٫۴۳	۲٫۸۰	۸٫۳۳	۰٫۰۷	۱۳٫۲۱	۲۲٫۹۰	۰٫۰۱	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۹۹٫۷۷
C6-14	۵۰٫۰۴	۱٫۱۵	۴٫۲۹	۸٫۷۱	۰٫۱۰	۱۲٫۸۰	۲۲٫۵۱	۰٫۰۹		۰٫۶۲	۱۰۰٫۳۱
C6-15	۵۰٫۷۹	۱٫۰۴	۳٫۴۶	۸٫۷۳	۰٫۱۳	۱۱٫۵۰	۲۸٫۳۸	۰٫۴۸	۰٫۳۱	۰٫۰۵	۹۹٫۸۶
C12-2	۵۰٫۱۰	۱٫۱۲	۴٫۱۲	۸٫۹۷	۰٫۱۴	۱۱٫۵۹	۲۲٫۲۰	۰٫۳۳		۰٫۵۴	۱۰۰٫۱۱
C12-4	۵۰٫۶۶	۰٫۹۸	۳٫۴۷	۵٫۴۷	۰٫۳۳	۱۳٫۹۷	۲۴٫۴۷	۰٫۰۶	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۹۹٫۷۹
C12-5	۵۳٫۰۴	۰٫۱۵	۱٫۷۲	۵٫۱۹		۱۴٫۰۱	۲۴٫۴۵	۰٫۳۴	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۷
C13-3	۵۱٫۳۰	۰٫۳۷	۳٫۸۴	۸٫۶۱		۱۲٫۸۹	۲۲٫۸۵	۰٫۱۹	۰٫۱۸		۱۰۰٫۲۳
C13-4	۵۰٫۷۹	۱٫۳۷	۳٫۳۲	۸٫۰۷	۰٫۴۴	۱۲٫۶۴	۳۲٫۰۲	۰٫۳۸	۰٫۲۳		۱۰۰٫۲۵
C13-5	۵۱٫۳۴	۰٫۹۴	۲٫۹۹	۶٫۸۲	۰٫۰۰۲	۱۲٫۷۸	۲۸٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۱۱	۰٫۳۹	۹۹٫۹۲

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]

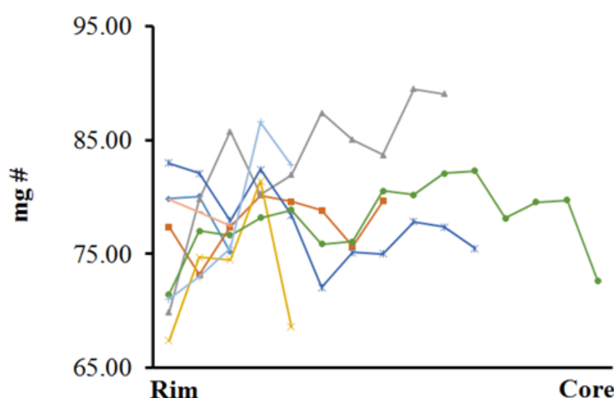
جدول ۳ محاسبه کاتیون پیروکسن‌ها محاسبه شده بر اساس ۶ اکسیژن در سنگ‌های دیابازی منطقه ده ظهیر. Mg#=Mg/(Fe+Mg)

کاتیون‌ها (apfu)	Si	Al	Ti	Cr	Mg	Fe^2	Mn	Ca	Na	K	En	Fs	Wo	$mg^\#$
نمونه														
۱-۱C	۱٫۹۰	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۷۱	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۰٫۹۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۷٫۰۵	۱۴٫۵۲	۴۸٫۴۲	۰٫۸۰
۲-۱C	۱٫۹۰	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۷۱	۰٫۱۸	۰٫۰۱	۰٫۸۹	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۳۸٫۳۱	۱۳٫۲۰	۴۸٫۴۸	۰٫۷۲
۳-۱C	۱٫۸۲	۰٫۱۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۶۲	۰٫۲۱	۰٫۰۲	۰٫۹۴	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۳٫۴۸	۱۶٫۰۹	۵۰٫۴۳	۰٫۷۵
۱-۲C	۱٫۹۱	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۷۱	۰٫۲۱	۰٫۰۱	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۳۷٫۳۷	۱۴٫۲۴	۴۸٫۳۹	۰٫۷۴
۲-۲C	۱٫۹۱	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۶۶	۰٫۲۴	۰٫۰۲	۰٫۹۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۳۵٫۲۴	۱۴٫۴۱	۵۰٫۳۴	۰٫۷۴
۳-۲C	۱٫۹۱	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۶۹	۰٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۹۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۳۶٫۶۵	۱۳٫۹۹	۴۹٫۳۶	۰٫۷۵
۴-۲C	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۷۰	۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۹۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۳۶٫۵۱	۱۵٫۱۷	۴۸٫۳۱	۰٫۷۸
۵-۲C	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۷۰	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۰٫۸۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۳۷٫۶۲	۱۶٫۲۵	۴۶٫۱۲	۰٫۷۵
۶-۲C	۱٫۸۴	۰٫۱۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۶۵	۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۹۵	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۵٫۰۹	۱۳٫۸۶	۵۱٫۰۴	۰٫۷۵
۷-۲C	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۶۸	۰٫۲۲	۰٫۰۲	۰٫۹۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۳۵٫۸۷	۱۵٫۶۹	۴۸٫۴۳	۰٫۷۸
۸-۲C	۱٫۹۲	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۷۳	۰٫۱۹	۰٫۰۱	۰٫۹۴	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۸٫۵۹	۱۱٫۳۸	۵۰٫۰۳	۰٫۷۲
۱-۳C	۱٫۹۰	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۶۲	۰٫۲۷	۰٫۰۱	۰٫۹۲	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۳۳٫۶۷	۱۶٫۶۶	۴۹٫۶۸	۰٫۷۷
۲-۳C	۱٫۸۸	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۷۱	۰٫۱۸	۰٫۰۰	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۳۷٫۹۸	۱۲٫۸۵	۴۹٫۱۷	۰٫۷۷
۳-۳C	۱٫۸۰	۰٫۲۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۶۹	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۸۹	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۶٫۶۷	۱۵٫۷۵	۴۷٫۵۸	۰٫۷۹
۴-۳C	۱٫۸۵	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۷۰	۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۹۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۳۷٫۶۳	۱۳٫۹۶	۴۸٫۴۱	۰٫۸۰
۵-۳C	۱٫۹۹	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۸۰	۰٫۱۸	۰٫۰۱	۰٫۹۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۴۰٫۷۴	۱۰٫۵۴	۴۸٫۷۲	۰٫۸۲
۶-۳C	۱٫۹۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۸۱	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۹۸	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۴۰٫۹۴	۹٫۹۷	۴۹٫۰۹	۰٫۸۴
۷-۳C	۱٫۹۷	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۸۲	۰٫۱۴	۰٫۰۰	۰٫۹۹	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۴۱٫۴۰	۸٫۵۰	۵۰٫۱۰	۰٫۸۴
۸-۳C	۱٫۹۹	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۹۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۴۱٫۷۲	۹٫۳۸	۴۸٫۹۰	۰٫۸۷
۹-۳C	۱٫۹۹	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۸۶	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۹۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۴۴٫۰۸	۸٫۰۱	۴۷٫۹۱	۰٫۸۷
۱۰-۳C	۱٫۹۹	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۸۶	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۹۶	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۴۳٫۸۴	۷٫۲۸	۴۸٫۸۸	۰٫۷۱
۱-۴C	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۵۸	۰٫۲۸	۰٫۰۰	۰٫۹۸	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۳۰٫۲۳	۱۹٫۲۱	۵۰٫۵۶	۰٫۷۲
۲-۴C	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۶۵	۰٫۲۲	۰٫۰۱	۰٫۹۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۵٫۳۷	۱۴٫۴۹	۵۰٫۱۳	۰٫۷۵
۳-۴C	۱٫۸۵	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۶۳	۰٫۲۲	۰٫۰۱	۰٫۹۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۳۴٫۹۶	۱۵٫۳۹	۴۹٫۶۵	۰٫۷۸
۴-۴C	۱٫۸۵	۰٫۱۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۷۱	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۹۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۳۷٫۵۲	۱۳٫۶۰	۴۸٫۸۷	۰٫۷۶
۵-۴C	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۴۸	۰٫۲۲	۰٫۰۱	۰٫۷۶	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۳۲٫۰۶	۱۶٫۸۶	۵۱٫۰۸	۰٫۶۸
۱a-۴C	۱٫۹۰	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۷۲	۰٫۱۵	۰٫۰۲	۰٫۹۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۳۷٫۸۴	۱۴٫۸۷	۴۷٫۳۰	۰٫۸۱
۲a-۴C	۱٫۹۰	۰٫۱۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۷۳	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۹۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۳۹٫۲۱	۱۲٫۵۵	۴۸٫۲۵	۰٫۷۹
۳a-۴C	۱٫۸۹	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۷۱	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۹۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۳۷٫۳۵	۱۲٫۸۴	۴۹٫۸۱	۰٫۷۷
۴a-۴C	۱٫۹۱	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۷۲	۰٫۱۵	۰٫۰۱	۰٫۸۸	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۳۸٫۵۵	۱۴٫۷۵	۴۶٫۷۰	۰٫۷۸
۵a-۴C	۱٫۹۲	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۷۳	۰٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۹۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۳۸٫۱۸	۱۳٫۸۲	۴۷٫۹۹	۰٫۷۴
۶a-۴C	۱٫۹۱	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۶۲	۰٫۲۴	۰٫۰۰	۰٫۹۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۳۴٫۱۶	۱۶٫۶۲	۴۹٫۲۲	۰٫۶۸
۷a-۴C	۱٫۸۸	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۶۵	۰٫۲۱	۰٫۰۰	۰٫۹۵	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۳٫۹۵	۱۶٫۱۰	۴۹٫۹۴	۰٫۷۴
۸a-۴C	۱٫۹۱	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۶۸	۰٫۲۳	۰٫۰۰	۰٫۹۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۳۶٫۰۶	۱۴٫۷۱	۴۹٫۲۳	۰٫۷۷
۹a-۴C	۱٫۹۳	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۷۱	۰٫۲۰	۰٫۰۲	۰٫۸۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۳۷٫۵۳	۱۵٫۸۵	۴۶٫۶۲	۰٫۷۶
۱۰a-۴C	۱٫۸۹	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۶۹	۰٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۳۶٫۲۷	۱۵٫۴۴	۴۸٫۲۹	۰٫۷۵
۱۱a-۴C	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۶۵	۰٫۲۱	۰٫۰۱	۰٫۹۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۳۵٫۴۲	۱۵٫۷۱	۴۸٫۸۸	۰٫۷۱





شکل ۶ الف) رده‌بندی پیروکسن‌های سنگ دیابازی منطقه [۱۴] و ب) نمایش ترکیب پیروکسن‌های منطقه در نمودار Q-J(Q=Ca+Mg+Fe^{+2} و J=2Na) [۱۴].



شکل ۷ تغییرات $mg^{\#}$ در دیوپسیدهای موجود در سنگ‌های دیابازی منطقه ده ظهیر.

گریزندگی اکسیژن

مقادیر Fe^{+3} در پیروکسن‌ها به مقدار اکسیژن در محیط تشکیل آنها بستگی دارد و با استفاده از نمودار $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۱۶] قابل ارزیابی است (شکل ۸ الف). در این نمودار، خطی که از نقاط تقاطع $Al^{IV}+Na$ با $Al^{VI}+2Ti+Cr$ می‌گذرد، معرف Fe^{3+} است. از این رو، قرارگیری نمونه‌ها، بالای خط یاد شده نشانه بالا بودن گریزندگی اکسیژن و قرارگیری آنها در زیر خط نشانه پایین بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست [۱۷]. بر اساس نظر هلز [۱۷]، با توجه به نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ نسبت به $Al^{IV}+Na$، گریزندگی پایین اکسیژن برای کلینوپیروکسن-های سنگ‌های دیابازی طی تبلور قابل تصور است (شکل ۸ الف). همچنین چگونگی توزیع Al در جایگاه‌های هشت‌وجهی و چهاروجهی روشی مناسب برای برآورد مقدار آب ماگما و فشار است [۱۷]. به باور هلز [۱۷]، هر چه مقدار Al^{IV} افزایش یابد مقدار آب در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. بر اساس نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} ، پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های نیمه آتشفشانی ده ظهیر در گستره فشار حدود 5kb و مقدار آب کمتر از ۱۰ درصد قرار دارند (شکل ۸ ب).

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی پیروکسن‌ها

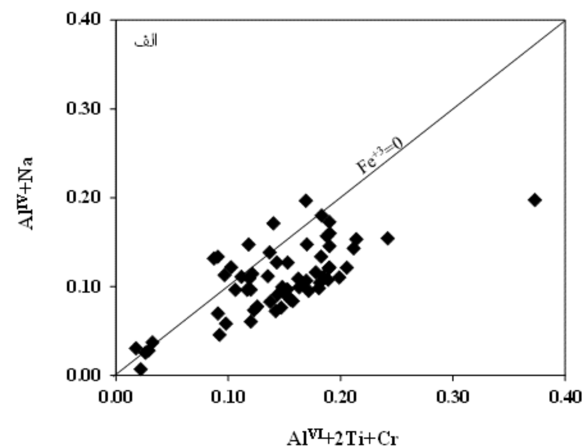
کلینوپیروکسن‌ها، کانی‌های سنگ‌زایی هستند که در برابر دگرسانی مقاوم بوده و گستره وسیع ترکیب شیمیایی آن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند برای نشان دادن وابستگی‌های ماگمایی مورد استفاده قرار گیرد، به عبارت دیگر، با استفاده از ترکیب آنها می‌توان سری ماگمایی و نوع محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده آنها را مشخص نمود [۱۸، ۱۹]. با توجه به تغییرات درصد وزنی Al_2O_3 نسبت به SiO_2 و نیز درصد وزنی Al_2O_3 نسبت به TiO_2 که سری‌های قلیایی، آهکی قلیایی و تولئیتی را از هم تفکیک می‌کنند [۱۸،۱۹]، کلینوپیروکسن-های مورد بررسی در گستره نیمه قلیایی و سری آهکی قلیایی قرار دارند (شکل‌های ۹ الف، ب). همچنین با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن می‌توان محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های تشکیل شده در بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و تولئیتی را از کلینوپیروکسن‌های محیط قوس آتشفشانی جدا کرد [۱۹]. بطوریکه نسبت مقادیر Ca به Ti+Cr در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های دیابازی منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که آنها در گستره قوس آتشفشانی تشکیل شده‌اند (شکل ۹ پ).

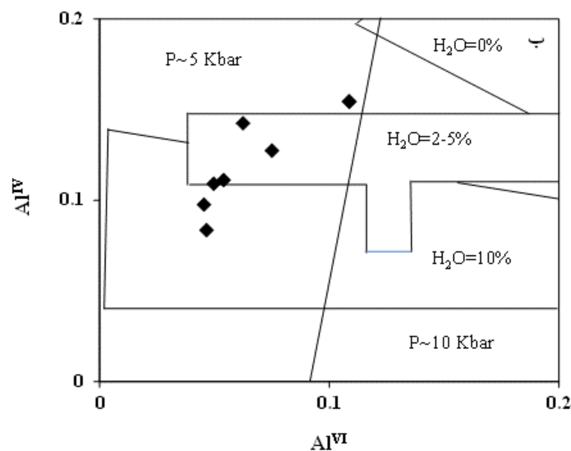
دما- فشارسنجی

تغییرات دما و فشار نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌های متبلور شده از ماگما دارند و به از این رو در ماگماهای بازی مورد توجه‌اند [۲۰،۲۱]. پوتیرکا [۲۲] بر اساس مدل مرجع [۲۳] دو نوع دما- فشارسنج بر اساس تک کلینوپیروکسن و کلینوپیروکسن-مذاب ارائه داد. این مدل‌ها دارای بالاترین دقت و کمترین خطا هستند. توزیع آلومینیم در جایگاه‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن معیار مناسبی برای برآورد فشار حاکم بر محیط تشکیل پیروکسن در سنگ-های آذرین است [۱۷]. چنان که در شکل ۱۰ الف دیده می-شود، داده‌های مربوط به کانی‌های مورد نظر در نمودار مقدار Ti نسبت به Al^{VI}/Al^{IV} در گستره فشار نسبتاً کم قرار دارند. مقدار Al^{VI} (۰٫۰۲-۰٫۲) در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی نیز نشان می‌دهد که در زمان تبلور این

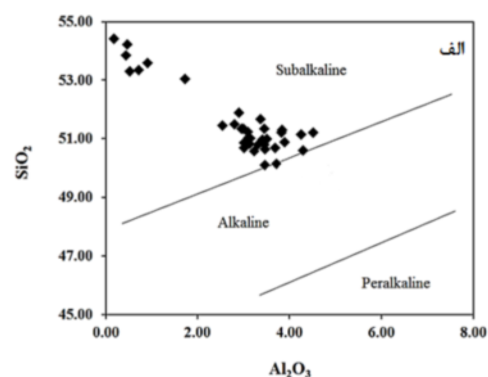
[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]

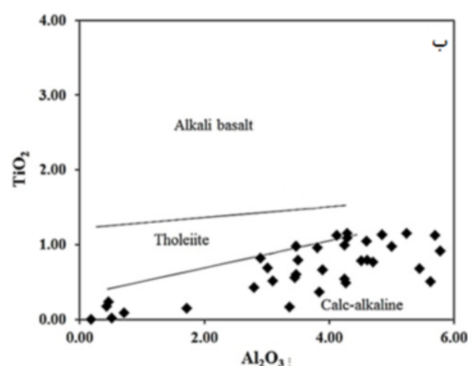
کانی‌ها، فشار حدود ۵ کیلوبار بوده است. افزون بر این، از آنجا که مقدار Al^{VI}/Al^{IV} در این کانی‌ها در گستره ۰/۴ تا ۱/۸ قرار دارد، در نمودار شکل ۱۰ ب [۲۴]، همه داده‌ها در بالای خط $Al^{VI}/Al^{IV}=0/25$ واقع هستند و فشار ۵ کیلوبار را نشان می‌دهند [۲۵،۲۶].

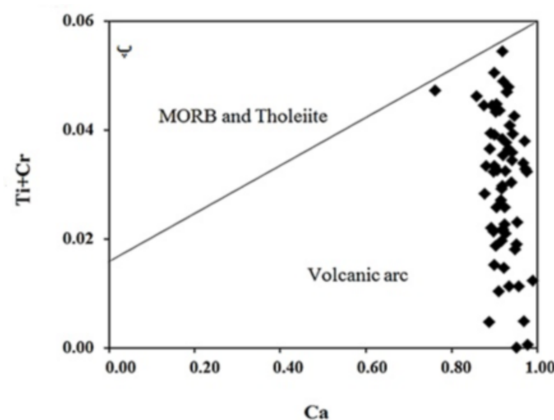




شکل ۸ الف) نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ نسبت به $Al^{IV}+Na$ در سنگ‌های دیابازی منطقه ده ظهیر [۱۶] و ب) توزیع Al در جایگاه چهاروجهی و هشت وجهی در ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های ده ظهیر، به تناسب مقدار درصد بخارآب ماگما [۱۷].

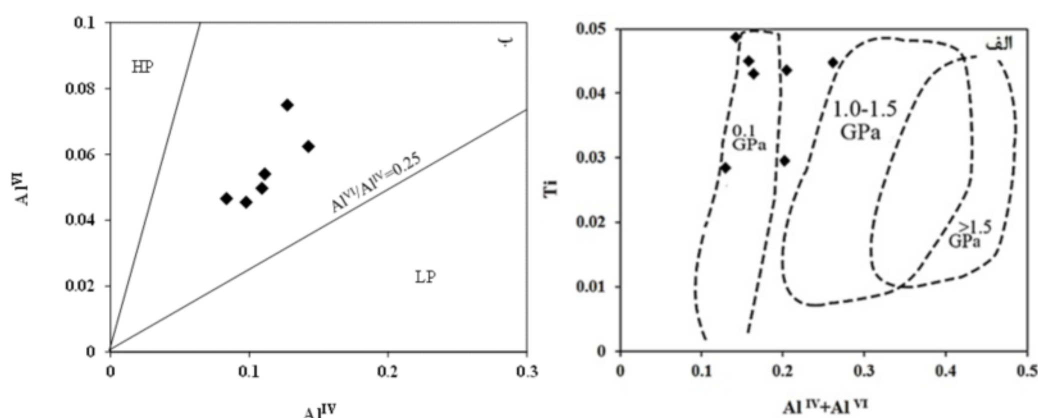






شکل ۹ نمودارهای تعیین سری ماگمایی و تعیین محیط زمین ساختی، سنگ‌های دیابازی منطقه ده ظهیر الف) نمودار تغییرات درصد وزنی Al_2O_3 نسبت به درصد وزنی SiO_2 در کانی کلینوپیروکسن [۱۹]، ب) نمودار تغییرات در صد وزنی Al_2O_3 نسبت به درصد وزنی TiO_2 [۱۸]، و پ) نمودار مقدار Ca نسبت به Ti+Cr در کانی کلینوپیروکسن [۱۹].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]



شکل ۱۰ الف و ب) تعیین فشار تشکیل کلینوپیروکسن بر اساس مقادیر Al و Ti در سنگ‌های دیابازی منطقه ده ظهیر [۲۲-۲۵-۲۶].

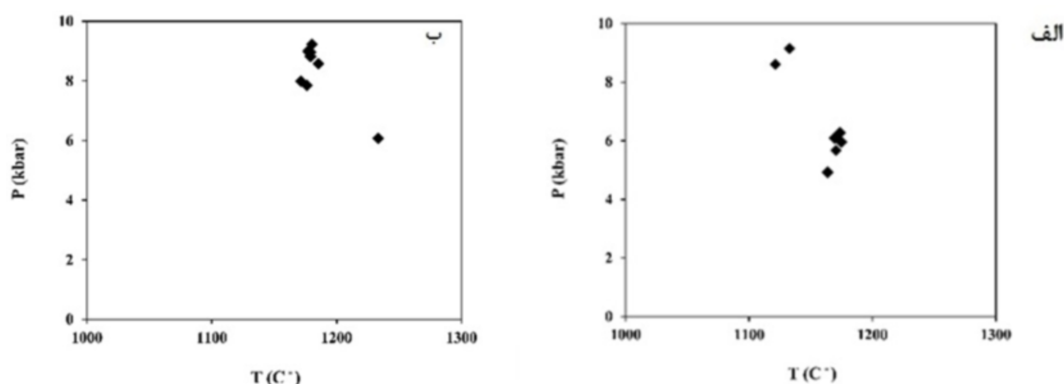
دما- فشارسنجی بر اساس محاسبه ترکیب پیروکسن و مذاب

در این پژوهش به‌منظور دما-فشارسنجی نمونه‌های مورد بررسی، از روش‌های بر پایه‌ی تعادل کلینوپیروکسن- مذاب، استفاده شد. برای انجام دما و فشارسنجی بر اساس تعادل کلینوپیروکسن- مذاب [۲۸،۲۷]، ترکیب سنگ‌کل به‌عنوان ترکیب مذاب فرضی همزیست با کلینوپیروکسن موجود انتخاب می‌شود.

همچنین پوتیرکا و همکاران [۲۸] رابطه‌ای برای محاسبه فشار بر اساس حساسیت ثابت تعادل تشکیل ژادئیت به فشار را ارائه کردند. با این روش می‌توان فشار بین ۰ تا ۳۰ کیلوبار را محاسبه کرد و خطای پیش‌بینی شده برای آن در گستره ۱/۴± کیلوبار قرار می‌گیرد. در سنگ‌های دیابازی، دمای تشکیل بین ۱۱۷۱ تا ۱۲۳۳ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶/۰۷ تا ۹/۲۲ کیلوبار است. در شکل ۱۱ نتایج دما و فشارسنجی سنگ‌های دیابازی به روش پوتیرکا و همکاران [۲۸] به اجمال نشان داده است. نتایج دما فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های دیابازی در جدول ۴ آمده است [۲۲-۲۸].

جدول ۴ نتایج دما فشار سنجی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های دیابازی منطقه ده ظهیر.

	[۲۷]		[۲۸]		[۲۲]		
نمونه						Eq1	Eq2
	دما(سانتی‌گراد)	فشار(کیلوبار)	دما(سانتی‌گراد)	فشار(کیلوبار)	دما(سانتی‌گراد)	فشار(کیلوبار)	فشار(کیلوبار)
C۱-۳	۱۲۳۲/۹۷	۶/۰۷	۱۲۱۳/۶۸	۴/۹۹	۱۱۹۸/۷۸	۶/۳۰	۵/۰۶
C۳-۴	۱۱۸۵/۳۳	۸/۵۶	۱۱۳۲/۶۹	۹/۱۵	۱۱۴۵/۵۸	۱۳/۴۳	۸/۳۷
C۲-۴a۴-	۱۱۷۸/۹۵	۸/۹۷	۱۱۷۰/۴۳	۵/۶۷	۱۱۶۱/۰۳	۹/۲۹	۴/۸۶
C۶-۶	۱۱۷۹/۰۶	۸/۸۲	۱۱۷۴/۸۸	۵/۹۶	۱۱۴۷/۶۲	۱۰/۸۶	۶/۷۶
C۸-۶	۱۱۸۰/۳۰	۹/۲۳	۱۱۷۳/۶۵	۶/۲۷	۱۱۵۲/۸۴	۱۰/۴۵	۶/۲۶
C۱-۱۲	۱۱۷۷/۲۱	۸/۹۹	۱۱۶۹/۳۵	۶/۰۹	۱۱۱۲/۷۸	۱۰/۴۹	۵/۶۳
C۱-۱۳	۱۱۷۱/۴۲	۸/۰۰	۱۱۶۳/۸۰	۴/۹۳	۱۰۸۲/۵۵	۱۰/۷۷	۶/۲۹
C۲-۱۳	۱۱۷۶/۳۰	۷/۸۵	۱۱۲۱/۲۹	۸/۶۱	۱۰۷۶/۹۵	۱۳/۵۶	۷/۱۰



شکل ۱۱ نمایش گستره دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن سنگ‌های دیابازی الف) به‌روش مرجع [۲۸] و ب) به‌روش مرجع [۲۷].

برداشت

دما و فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های دیابازی منطقه نتایج قابل قبولی نشان می‌دهند که با هم و با شواهد سنگ‌نگاری همخوانی خوبی دارند، به طوری که دمای تبلور کانی کلینوپیروکسن براساس روش پوتیرکا و همکاران بین ۱۰۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است. فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی به روش‌های پوتیرکا و همکاران نیز حدود ۵/۵ کیلوبار به دست آمد. در نتیجه بر اساس فشارهای به‌دست آمده، و با توجه به چگالی پوسته قاره‌ای ($۲/۷ g/cm^3$)، می‌توان عمق تبلور درشت بلورهای پیروکسن در سنگ‌های دیابازی منطقه را حدود ۲۰ کیلومتر در نظر گرفت. بر اساس شیمی کلینوپیروکسن‌ها، ماگمای اولیه این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی است و در جایگاه قوس آتشفشانی قرار دارد. بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری و بافتی (حضور میانبارها، بافت غباری در پلاژیوکلازها و بافت غربالی در پیروکسن‌ها) و بررسی شیمی کانی که تغییرات نوسانی عناصر از مرکز به لبه در پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های دیابازی را نشان می‌دهند، این سنگ‌ها احتمالاً دستخوش فرایند آمیختگی ماگمایی شده‌اند. گریزندگی در محیط تشکیل آنها پایین بوده و. فشار بخار اب طی تبلور کلینوپیروکسن‌ها کمتر از ۱۰kb بوده است.

مراجع

[1] Berberian F., Berberian, M., *"Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution"*, American Geophysical Union, Washington DC, (1981) 532 pp.

[2] Hassanzadeh J., *"Metallogenic and tectonomagmatic event in the SE sector of Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahr e Babak area), Kerman Province"*. Ph.D. thesis, California, Los Angeles, (1993) 204 pp.

[3] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz"*, J. Asian Earth Sci. 24 (2005) 405-417.

[4] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations"*. Tectonophysics 229 (1994), 211-238.

[5] Shafiei B., *"Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications"*, Ore Geology Reviews, 38 (2010) 27-36.

[6] Dimitrijevic M.D., "Geology of the Kerman region", Geol. Surv. Rep. 52 (1973) 245-334.

[7] Ahmadian J., Murata M., Nadimi A., Ozama H., Kozai T., recent tectonic activity of Iran deduced from yong magmatism evidence, Nayoto university of Education Bulletion of center for No. 28, feb., 2016 Collaboration in community.

[8] Whiteney D. L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minrals", American Mineralogist,*95 (2010) 185-187.

[9] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals",* Longmans696 (1992) p, ۲th editions, London.

[10] Nisbet E. G., Pearce J. A., *"Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings",* Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977), 161-173.

[11] Shahzeydi M., Moayyed, M. Moazzen.,J .Ahmadian., *"Minarology, Thermobarometery and magmatic series of volcanic rocks in kuh-e dom, Ardestan*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 3 (2008) 485-504.

[12] Ghorbani Gh, *"Geothermobarometery and Mineral chemistry of ferropargasite fabric accumulates in volcanic rocks from south of shahrood*", Iranian Journal Crystallography and Mineralogy, 2 (2008), 249-265 .

[13] Torkian A, Salehi N., "*Mineral chemistry of pyroxenes and geothermobarometry of the basic rocks, NE-Qorveh (Kurdistan)*", Journal Crystallography and Mineralogy, 22, 4 (2015), 659-670.

[14] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxenes",* American Mineralogist 173 (1988) 1123-113.

[15] Ginibre C., Kronz A., Wörner G., *"High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images: new constraints on oscillatory zoning",* Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 142 (2002a) 436- 448.

[16] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., "*Statistical analysis of clinopyroxenes from*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.6.5]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.809]

[23] Yavuz F., *"WinPyrox: A Windows programfor pyroxene calculation classification and thermobarometry",* American Mineralogist 98/7 (2013): 1338- 1359.

[24] Aoki, K., Shiba, I., *"Pyroxnes from lherzolite inclusions of Itinome - gata Japan",*Lithos 6 (1973) 41-51.

[25] Steward R.B., Price R.C., Schmith I.E.M., *"Evolution of high-K arc magma, Egmont volcano,Taranaki, New Zealand: evidence from mineralchemistry" Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74 (1996) 275-295.

[26] Lassen B., *"Petrogenesis of the late ArcheanQuetico alkaline suite intrusions, Western Superiorprovince, Canada*", Ph.D. thesis, University ofOttawa, Canada (2004) 240 pp.

[27] Putirka K. Johnson M. Kinzler R. and Walker D., "*Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, ۰-۳۰ kbar*" *Contribution Mineralogy and Petrology.,*123 (1996) 92-108.

[28] Putirka K. Ryerson F. J. and Mikaelian H., "*New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene+ liquid equili*bria", *American. Mineralgist.,* 88 (2003) 1542- 1554.

deepsea basalts", American Mineralogist 64 (1979).

[17] Heltz R. T., *"Phase relations of basalt in their melting ranges at PH₂O=5 kb as a function of oxygen fugacity. Part I. mafic phases"*, *Journal of Petrology* 14 (1973) 249-302.

[18] Letterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "*Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series*", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982), 139-540.

[19] Le Bas M.J., *"The Role of Aluminium in Igneous Clinopyroxenes with Relation to Their Parentage"*, American Journal of Science 260 (4) (1962) 267- 288.

[20] Keshtkar A., Ghorbani M., *Study of clinopyroxenes in the intrusions of Karaj-Taleghan Axis. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 24 (2016) 405-416.

[21] Rostami-Hussory M, Ghasemi H, Kavan nang P, Rezaii M, Mobasheri M. *Mineralchemistry and Thermobarometry of Jurassic diabase* [*dikes swarm from West Reza-Abad (South West of Biarjomand).* 25, 4 (2018) 761-774.

[22] Putirka K. D., *"Thermometers and barometersfor volcanic systems"*, Reviews in Mineralogy andGeochemistry 69/1 (2008) 61-120.